第39卷　第1期
2022年1月

干　旱　区　研　究
ARID　ZONE　RESEARCH

Vol. 39　No. 1
Jan.　2022

临汾盆地黄土沉积记录的MIS3气候变化

田庆春[1,2]，　尹佳男[1]，　郝晓龙[1]

（1. 山西师范大学地理科学学院，山西　太原　030000；
2. 山西师范大学中华早期文明研究院，山西　太原　030000）

摘　要：关于MIS3阶段的气候问题目前仍没有完全解决，需要更多区域的沉积记录分析。黄土被公认为第四纪气候研究的优秀载体，选择黄土高原东南缘的临汾盆地为研究区，通过对该区黄土沉积物磁化率、全铁、总有机碳和粒度系统研究，结合光释光年代学数据，初步讨论了MIS3阶段临汾盆地气候变化特征。MIS3阶段临汾盆地气候变化可分为3个阶段：56~45 ka BP气候为弱温湿，对应于MIS3c；45~41 ka BP呈现短暂的冷干，对应于MIS3b；41~25 ka BP表现为较强的温湿，对应于MIS3a。MIS3阶段全球气候表现出相对温湿，但临汾盆地在MIS3气候波动与其他地质记录表现出一定差异，造成这种结果的原因可能是在北半球冰盖和地表接收太阳辐射量共同作用下，热量和水分在各区域配置不同，导致各区域间表现出较大的环境差异，具体的耦合机制还需开展进一步研究工作。

关键词：临汾盆地；黄土沉积；MIS3特征；气候变化

深海氧同位素3阶段（Marine Isotope Stage 3，MIS3）全球气候表现出温湿的特征[1]，为冰期中的弱暖期，但古里雅冰芯记录显示MIS3阶段早晚期温度可能高出现代约4 ℃[2-3]，达到间冰期水平。在该阶段，整个青藏高原区降水量比现在增加约40%~100%，出现了许多大淡水湖，郑绵平等[4]称之为汎湖期，Shi等[5]称之为“高温大降水事件”。尼阿底遗址的发现，证明了人类在距今4~3万年前就已经进入青藏高原高海拔极端环境地区[6]，这可能与该时段特殊的气候有关。而在该阶段黄土高原植被研究结果却表现出气候温凉湿润的特征[7]，会宁地区的黄土记录也指示出MIS3阶段温湿的特征[8]。对于这一时段特殊的气候表现解释较多，但就目前来看，尚没有完全解决该问题。由此可见，关于MIS3阶段的气候问题依然比较复杂，迫切需要更多区域和较为连续的沉积记录来解释这些问题。黄土高原东南部的临汾盆地黄土沉积连续，保存较为完整[9]，同时临汾盆地也是我国半湿润区向半干旱区过渡的敏感地带，其特殊的地理位置能对气候变化灵敏的反应。

本文选择临汾盆地黄土为研究对象，初步探讨了MIS3阶段气候演化特征，以求为MIS3阶段气候问题的解决提供新的思路与参考。

1　研究区概况

临汾盆地位于山西省南部，北依韩侯岭，南接峨眉台地，东至霍山，西抵罗云山。该区域属温带大陆性季风气候区，年均降水量420~550 mm，年平均气温9.0~12.9 ℃。采样剖面位于临汾盆地南部，距襄汾县5 km左右的丁村附近（图1）。

1954年中国科学院古脊椎动物研究所考古人员在丁村54:100地点挖掘过程中发现3颗人类牙齿[10]，1976年在相同层位地点上发现一块幼儿头顶骨，命名为丁村人，介于北京人与现代人之间，与河套人接近[11]，属于早期智人。丁村人化石的发现受到了学术界极大的关注，推动了对临汾盆地及相邻地区构造运动及环境演变的研究。

2　材料与方法

2.1　样品采集

通过野外考察，我们选择丁村古人类遗址附近

收稿日期：2021-05-28；　**修订日期：**2021-10-08
基金项目：国家自然科学基金项目（41701223）资助
作者简介：田庆春（1982-），男，博士，副教授，研究方向为全球变化与第四纪环境演化. E-mail: tianqch2006@126.com

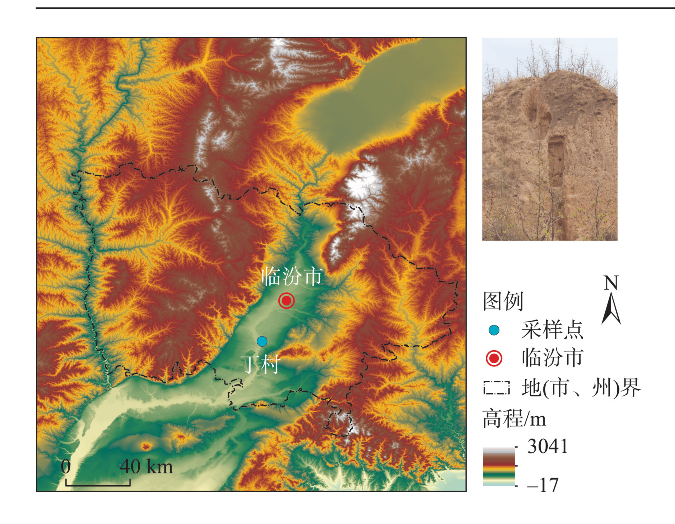


图1 丁村剖面地理位置示意图

Fig. 1 Geographical location of DC section

黄土—古土壤剖面为研究对象,地层总厚度6.30 m。剖面位于汾河三级阶地[12],与"丁村组"地层的第9层黄土地层一致(图2),"丁村组"地层剖面引自参考文献[13]。

剖面描述如下:

0~60 cm,黄土层,浅黄色,空隙多,粉砂含量较多,0~20 cm为现代耕作层。

60~190 cm,弱发育古土壤层,浅棕黄色,质地较上层密,不易破碎,局部有白色小点碳酸盐分布。

190~420 cm,黄土层,浅黄色,粉砂含量较高,质地均匀且疏松、多孔。

420~570 cm,古土壤层,浅红棕色黏质,胶结程度较好,有白色碳酸盐菌丝分布,且有白色斑点和黑色斑点分布,质地较致密。

570~630 cm,黄土层,为浅黄色,粉砂含量较高,质地均匀,下部有明显的压实现象。

从剖面顶部以2 cm间隔进行采样,共取得315个样品,同时使用长40 cm,直径4.5 cm的不锈钢管进行光释光年代样品的采集,取样间隔0.6~1 m不等距,共采集5组。

2.2 分析测试方法

将自然风干的样品进行磁化率、粒度、总有机碳和全铁含量的测定,实验地点为山西省山西师范大学地理科学学院实验室。磁化率使用Barington MS2型磁化率仪进行测试,为了保证结果的可靠性,高、低频磁化率每个样品各测量3次,取其平均值。样品的粒度测试采用比较成熟的前处理方法[14],然后使用Mastersizer 2000型激光粒度仪进行测试,测试范围0.02~2000 μm,重复测量误差<1%。总有机碳含量采用"重铬酸钾-硫酸氧化滴定法"测定。全铁含量使用novAA400原子吸收光谱仪测定。

光释光(Optically Stimulated Luminescence,OSL)样品在青海省自然地理与环境过程重点实验 室—释光年代学室测定,实验过程见参考文献[15]。光释光测年主要以沉积物中的石英和长石这种含量多且易提取的矿物为对象,二者对实验的影响有如下差别[16-17]:(1)纯度好坏影响测年结果;(2)饱和计量影响测年范围,长石与石英相比,前者饱和计量更大,测年范围更广;(3)信号强弱影响测年精度以及对年轻样品的测试,长石相较石英信号表现更强更优秀;(4)热转移现象严重影响对年轻样品的

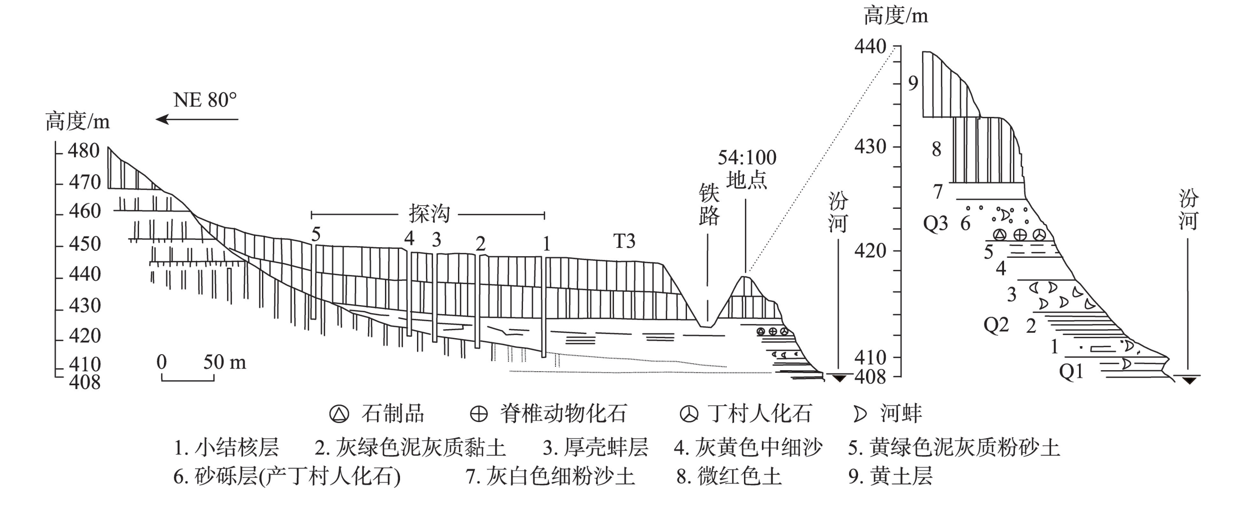


图2 采样点地层剖面图

Fig. 2 Stratigraphic section of the sampling points

测试，而石英热转移现象较长石更强，不利于年轻样品的测定。在本次实验中，pIRIR长石测年的上限能够满足准确获得末次间冰期以来测年的要求，故年代结果选用更为精确的长石年代结果（表1）。上述年代数据可以很好的界定丁村剖面沉积年代的大概范围，但无法确定每一沉积层位的具体年代。由于光释光测年本身存在一定的误差，且通过简单的线性内插得到的误差较大，因此，我们以光释光数据为基础，利用Porter等[18]提出的粒度—年龄模型来计算丁村剖面的年代序列（图3）。在模型计算过程中我们引入了前人提出的标准黄土地层的年代节点数据，虽然可通过曲线对比获得一些年代控制点，但考虑到控制点太多有牵强的嫌疑，因此，本文只选取MIS2/3、MIS3/4、MIS4/5和MIS5/6四个标准地层的年龄，分别为25.37 ka BP、59.69 ka BP、74.22 ka BP和128.80 ka BP。由于L_1L_1段部分顶部地层与全新世地层的缺失，故L_1L_1地层对应年代最近为20 ka BP。

2.3 气候代用指标的意义

2.3.1 粒度 粒度作为土壤的物理属性之一，是沉积物研究的最基础指标，在古气候研究中占有重要地位[19-20]。中国黄土堆积被认为是东亚季风的产物[21]，且黄土粒度的粗细与风力的强弱有关[22]。孙有斌等[23]通过对黄土—古土壤研究也认为，粒度是东亚冬季风变化的最敏感替代性指标，且粗颗粒粒径组分与冬季风强度正相关。因不同区域对季风的响应不同，其粒度组分在各区域所代表的环境意义也有差异，故在不同地区气候分析中选择的参数也不同[24]，通过对比研究我们选择中值粒径和>63 μm粒径组分作为冬季风代用指标。

2.3.2 磁化率 磁化率强度常与成壤强度有关，也是指示降雨量的常用指标,广泛应用于第四纪古气候研究中。磁化率增强的主要原因是成土过程中产生的亚磁性矿物含量的增加[25-28]，故能被广泛应用于指示东亚夏季风的强弱。但磁化率反映的是不同磁性矿物的综合磁信息，受其来源、粒径大小、种类及含量多少的影响[29-30]，因此在反映气候环境上存在一定局限性[27,31]，且高温多雨条件下还会出现磁化率值逆转的情况[32]。冰期/间冰期旋回是第四纪气候的重要特征，磁化率在冰期—间冰期的变化趋势是不同的，间冰期向冰期的过渡是缓慢且具有阶段性的，磁化率降低；而冰期向间冰期的转化相对较快，磁化率上升[33]。临汾盆地地处黄土高原东南部，即使在间冰期年平均温度和降水量也没有超过磁化率随年均温、年降水量增加而减小的临界值[34]。由图3可以看出，低频磁化率（简称"磁化率"）与频率磁化率整体变化趋向是相似的，而频率磁化率用来指示成壤过程中超顺磁颗粒含量的方法已被认可[35-36]，且磁化率记录的某些小波动，也证明磁化率在记录气候变化过程中是相对敏感的，因此，磁化率可以作为临汾盆地古气候变化的代用指标。由于成土作用受多年降水量和气温的控制，磁化率值的变化在一定程度上会被平滑[37]，所以在分析气候变化时要结合其他指标共同分析。全剖面磁化率与频率磁化率呈同步变化趋势，后者的波动较为明显。S_1磁化率值最高介于45.67×10^{-8} $m^3\cdot kg^{-1}$~203.53×10^{-8} $m^3\cdot kg^{-1}$之间，平均值152.89×10^{-8} $m^3\cdot kg^{-1}$，其次为L_1S介于47.18×10^{-8} $m^3\cdot kg^{-1}$~111.59×10^{-8} $m^3\cdot kg^{-1}$之间，平均值94.34×10^{-8} $m^3\cdot kg^{-1}$，L_1S呈现峰—谷—峰的变化特征，且后段峰值较高。

2.3.3 全铁（TFe） 全铁（Total Iron，TFe）主要包括样品中次生风化产生的游离态铁，包括Fe^{2+}和Fe^{3+}总和。全铁含量与含铁硅酸盐的风化程度有关，含量高低能反映成壤的强弱，进而反映夏季风的强度[38]。张宗祜等[39]研究认为，黄土全铁含量与黄土高原气候有非常紧密的联系，且具备定量转换的可

表1 丁村剖面样品信息、环境剂量及OSL定年

Tab. 1 Sample information, environmental dosage and OSL dating of DC section

样品	深度/m	U /(mg·kg^{-1})	Th /(mg·kg^{-1})	K/%	环境剂量率 /(Gy·ka^{-1})	含水量/%	测片	等效剂量/Gy	年代/ka
DC1-1	1.35	2.46±0.4	11.41±0.7	2.03±0.04	3.85±0.20	15±7	6	160.61±2.74	41.8±2.4
DC3-1	3	2.20±0.4	12.21±0.7	2.12±0.04	3.87±0.20	15±7	6	247.30±13.38	63.9±5.0
DC5-1	4	2.17±0.4	12.34±0.7	2.16±0.04	3.87±0.21	15±7	6	279.23±7.88	72.1±4.6
DC7-1	5	2.04±0.4	10.26±0.7	1.94±0.04	3.53±0.19	15±7	6	345.19±8.10	97.8±6.0
DC8-1	5.5	1.86±0.3	11.09±0.7	1.93±0.04	4.09±0.24	15±7	6	449.59±20.94	110.0±8.7

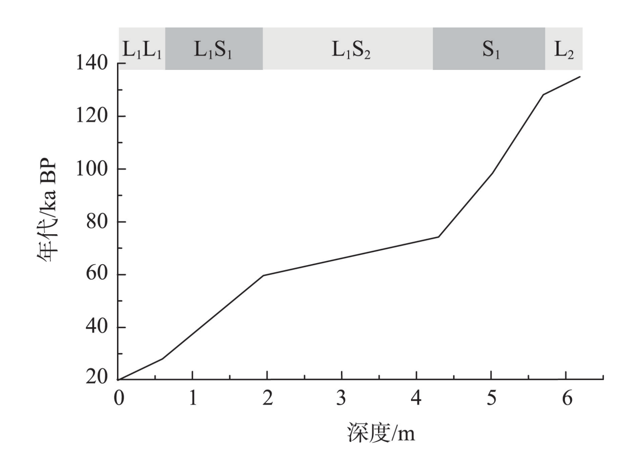


图3　丁村剖面粒度—年代模型

Fig. 3　Grain-age model of DC section

能。刘家坡黄土剖面研究结果显示全铁含量是指标里表现最好的[40],并认为其可以与深海氧同位素曲线相比较。临汾盆地冬季平均气温小于0 ℃,成土主要受东亚夏季风的影响,而黄土高原东南剖面研究结果发现,暖湿气候条件下土壤中TFe含量高,反之为低值[41],因此全铁含量与磁化率都可作为东亚夏季风强度的指标。丁村剖面全铁与磁化率值趋于同步变化,但内部稍有不同,前者波动幅度较大。整个剖面全铁含量为1.63%~3.43%,平均值为2.19%;L_1S全铁含量介于1.84%~2.65%,平均值2.36%,L_1S全铁含量与磁化率一致表现出峰—谷—峰的变化特征,且后段峰值较高。

2.3.4　总有机碳(TOC)　黄土中总有机碳(Total Organic Carbon,TOC)的含量能反映一定气候条件下区域生物量和植被盖度,从而揭示当时的气候状况[42-44],在干旱半干旱地区,植被状况主要受到水分的影响,因此常用TOC来指示湿度的变化,从而间接反映夏季风的强度[43]。由于埋藏在地层中的有机碳会不断被分解,随着时间的推移其含量趋于降低[45],所以有机碳在短时间尺度分辨率较高,不适用于长时间尺度气候变化研究[46]。0~0.5 mTOC含量最高,但波动幅度也是最大的,其波动范围介于4.80%~0.72%之间,可能是受到现代植被的影响;其次是MIS5和MIS3阶段,分别介于0.58%~3.20%和0.80%~2.04%;MIS5早期地层TOC含量显著偏低,可能与年代较早有机碳分解有关。TOC整体变化趋势与其他指标是相一致的,同时考虑到临汾盆地地处半干旱区,植被生长主要受到水分的控制,因此TOC可作为湿度变化的替代性指标。

3　讨 论

3.1　丁村剖面记录的MIS3阶段气候特征

根据光释光测年结果,丁村黄土沉积记录的深海氧同位素三阶段持续时间约56~25 ka BP(190~60 cm)。从图4中磁化率、频率磁化率、全铁、总有机碳和粒度波动特征可以看出,整个MIS3阶段波动幅度较MIS4阶段大,磁化率、频率磁化率、全铁、总有机碳和粒度均表现出“两峰夹一谷”的特征,即两个弱古土壤层夹一个黄土层,下面按照黄土地层的沉积顺序进行分析:

56~45 ka BP,对应于MIS3c,磁化率虽有波动,但基本上呈增大的趋向,为1个小的峰值,频率磁化率、全铁、总有机碳含量同样以波动上升为主,波动幅度比磁化率大,说明这一时段夏季风呈现增强的趋势,且气候不太稳定;中值粒径呈现波动减小后又波动增大,>63 μm粒径组分含量与中值粒径的变化趋势相同,指示冬季风较弱。总的来说,这一阶段冬季风呈现缓慢减弱、夏季风表现出增强的趋势,气候整体表现为弱温湿期。

45~39 ka BP,对应于MIS3b,中值粒径比上一阶段粗,内部也有小幅的波动,>63 μm粒径组分含量与中值粒径也呈现出1个小的峰值,说明在此阶段冬季风出现短暂增强,但都没有达到MIS4阶段的程度;总有机碳和全铁含量相对较低,内部仍有小幅波动,而频率磁化率出现1个明显的低谷,代表本时段夏季风强度有一定削弱,成土作用相对较弱,气候多变;但磁化率的波动却不明显,只有轻微降低,这说明磁化率在反映气候环境上存在一定的局限性[27,31]。总的来说这一时段该区呈现短暂的冷干期。

39~25 ka BP,对应于MIS3a,磁化率为一较高的峰值,后期表现为下降趋势,其峰值大小仅次于末次间冰期;频率磁化率也表现出相应的峰值,稍比3c阶段高,内部仍有小幅波动;全铁、总有机碳含量同样波动上升后又波动下降,呈现出较大的峰值,峰值高度都超过了MIS3c阶段,内部出现小幅的高低波动,说明该阶段夏季风强度有一定程度的增加,成壤作用相对较强,植被覆盖度较大,表现出相对暖湿的特征;中值粒径表现为低值;>63 μm粒径组分含量为较低的谷值,说明该阶段冬季风较弱。

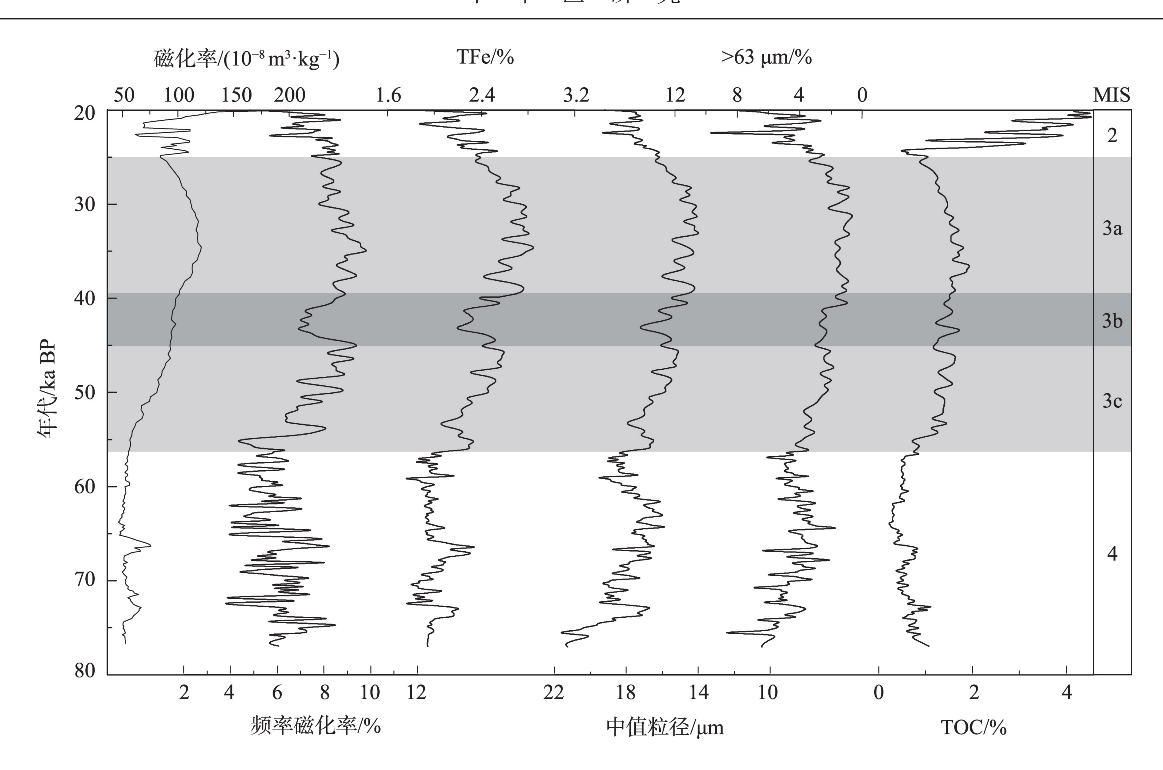


图4 丁村剖面MIS3阶段磁化率、全铁、总有机碳、中值粒径与>63 μm粗颗粒含量曲线变化

Fig. 4 Curve changes of low magnetic susceptibility, TFe, TOC, median particle size, >63 μm coarse particle

本阶段是丁村剖面所记录的末次冰期中最为暖湿的时段，这一点与李玉梅等[47]对大荔地区的气候研究结果相一致，MIS3阶段晚期气候表现为温暖湿润、土壤发育较好、植被覆盖度高，但从气候代用指标的波动来看，其峰值与末次间冰期峰值有一定的差距，说明该时段气候暖湿程度要小于末次间冰期。

3.2 MIS3阶段气候特征初步探讨

通过上述分析可以看出，临汾盆地MIS3阶段气候表现出明显的温湿(或弱暖湿)特征，这与全球其他地质记录所揭示的MIS3阶段气候表现出弱暖湿的特征相一致，证明本区第四纪气候在万年尺度上的变化与全球气候变化相一致，受地球轨道参数变化的控制[45]。

大荔黄土记录[47]、西峰[48]、南极冰芯[49]以及SPECMAP $\delta^{18}O$[1]等不同区域的不同指标都在一定程度上反映出MIS3阶段的相似气候变化特征和变化规律(图5)，3大地质载体记录了类似于MIS3阶段的暖—冷—暖的变化特征，但各区域记录到3个阶段的暖湿程度差异较大,结论差异较大。古里雅冰芯研究发现在MIS3阶段晚期温度要高于早期[2-3]，与丁村、大荔地区黄土沉积记录相类似，且3a阶段的暖湿程度要比现在和末次间冰期大的多，Shi等[5]称之为“高温大降水事件”。而GRIP冰芯[50]于MIS3时段波动较大，且记录中不存在异常暖湿的时期。目前关于“高温大降水事件”的记录主要集中在青藏高原、中国西北部和部分热带区域[51]，还有蒙古、贝加尔湖等区域[52-53]。纵观整个黄土高原MIS3阶段，表现为季风活动增强的气候特征[54]，但即使在黄土高原的内部，关于MIS3阶段气候所得结论也存在较大差异，且其暖湿程度都没有超过末次间冰期的强度。目前，结论主要有3种：与深海氧同位素变化趋势一致，3c较3a要更温湿一些，如黄土高原腹地的洛川、西峰等区域、以及黄土高原西北缘；再往东南的宝鸡、段家坡等区域显示3c与3a暖湿程度基本一致；黄土高原东南缘的大荔、白马坡等区域显示与本区气候变化类似的3a暖湿程度高于3c，且越往东南2个阶段的差异越大[47]，临汾盆地丁村剖面的MIS3阶段气候也表现出3a阶段的暖湿程度要高于3c的特征。上述现象的产生说明在MIS3阶段黄土高原在纬向上存在较大的环境梯度，这与陈晓云等[55]对黄土高原蜗牛化石的研究结论相一致，认为MIS3时期黄土高原不同地区存在明显的区域特征，以及更大的环境梯度。

临汾盆地位于黄土高原东南部，其气候变化受东亚季风系统控制，在MIS3a与3c阶段，受夏季风

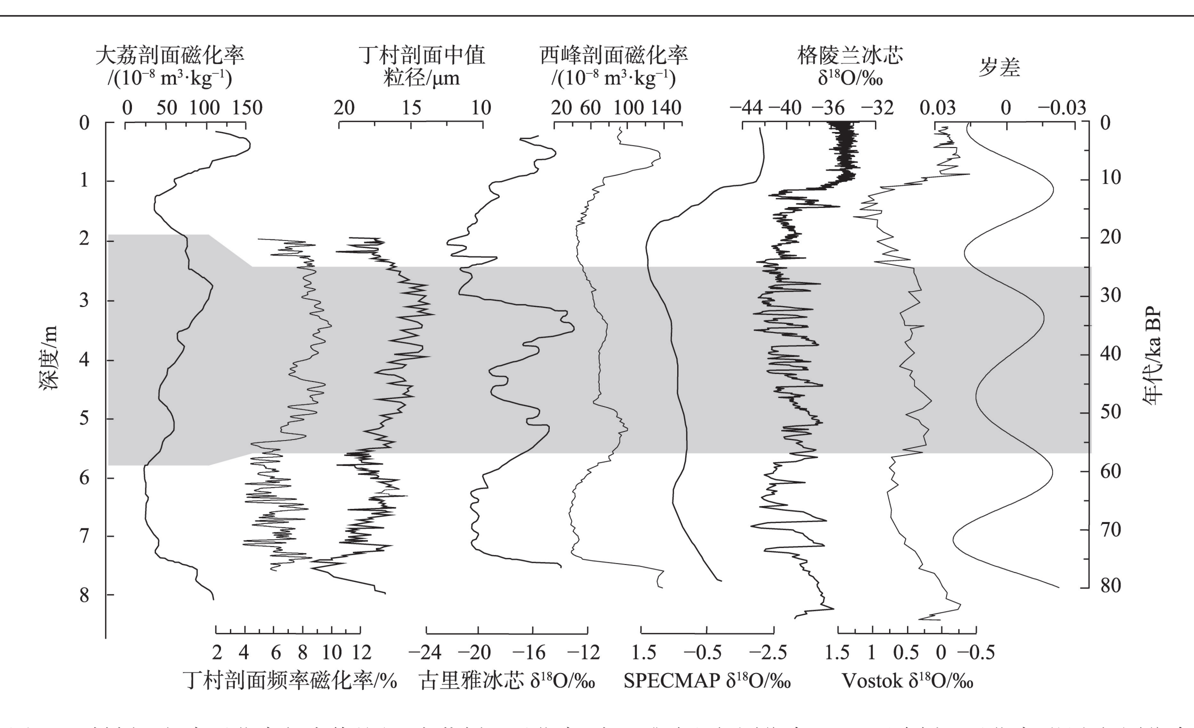


图5 丁村剖面频率磁化率与中值粒径、大荔剖面磁化率、古里雅冰芯氧同位素记录、西峰剖面磁化率、深海氧同位素SPECMAP记录、格陵兰冰芯氧同位素记录、Vostok冰芯氧同位素记录及岁差在末次冰期旋回对比

Fig. 5 Comparison of climatic cycles since the last glacial cycle based on the magnetic susceptibility, median particle size of DC loess section and the magnetic susceptibility of Dali loess section, oxygen isotope records from Guliya ice core in China, the magnetic susceptibility of Xifeng loess section, marine oxygen isotope SPECMAP records, oxygen isotope records from GRIP Greenland ice core, oxygen isotope records from Vostok ice core and Precession

控制增强,且其中3c阶段气候不太稳定;3b阶段夏季风强度降低,成土作用也相对减弱,而东亚季风系统一般被认为受北半球冰量和地表接受太阳辐射量变化的影响[21]。安芷生等[56]认为太阳辐射量控制东亚夏季风的强度,Prell等[57]的研究也证明季风区季风环流的强度随着日照增大而增强。而Ding等[58]提出东亚季风的演化受全球冰量控制,全球冰量又是通过调节西伯利亚—蒙古高压的位置和强度来影响季风变化的,且冬季风是东亚季风系统中的主动因子。Shacklenton等[59]也认为,中亚和中国黄土的沉积速率是由全球冰量直接控制的。孙东怀等[54]对黄土高原30个黄土剖面研究发现磁化率似乎与全球冰量变化联系更为密切。Liu等[60]通过对黄土高原中部渭南黄土序列的研究认为季风气候的变化与深海氧同位素所指示的全球冰量变化相一致,但季风变化的幅度和演化趋势与全球冰量存在显著差异,可能是北半球太阳辐射量变化作用的结果,同时发现末次间冰期以来6个黄土成壤阶段与岁差周期相关,可能是气候系统对岁差周期引起的太阳辐射量的一种响应。丁村剖面各环境指标整体上表现出与代表全球冰量的深海氧同位素曲线一致的特征,但在一定程度上又表现出与古里雅冰芯相似的特征,如MIS3阶段晚期温度高于早期,而施雅风等[61]认为古里雅冰芯出现该特征的原因是受到岁差周期日射变化的强烈影响,是地球轨道变化造成的涉及全球中低纬度范围的特殊现象,这说明本区气候的这种变化在一定程度上可能也是对岁差周期引起的太阳辐射的响应。Ao等[62]利用数值模拟方法发现更新世东亚夏季风的变化受太阳辐射的驱动,应表现出岁差周期信号,但北半球冰盖的存在令高纬地区表现出以冰期/间冰期旋回为主要特征。根据研究结果MIS3时段岁差引起的中低纬太阳辐射提升约20 W·m^{-2}以上[63],西伯利亚—蒙古高压强度减小,导致东亚冬季风强度减小、夏季风强度增加,从而使黄土高原发育了古土壤,而位于临汾盆地的黄土记录也反映出了这一气候变化。因此时太阳辐射量的增加以中低纬度为主,高纬度增加并不明显[5,63],所以各区域间产生了较大的温度差异[5]。与此同时北半球冰盖处于半保留状态,很多研究者对MIS3阶段北方冰盖大小进行估算,当时冰盖体积几近于末次盛冰期的50%[64],受这种情况影响的西风带南移会促使青藏高原西

部降水增加，南下冷气流的强度也较现代大[65-66]，且冰盖产生的冷高压也会造成较大的环境梯度，因此各区域之间会存在明显的环境差异，而这也可能是黄土高原没有表现出"高温大降水事件"，且环境梯度明显的原因。该时期我国东北地区不仅没有表现出暖湿，反而表现出较冷的环境特征，出现了冰缘现象并有喜冷动植物出现[67]，可能也是由于该时段地表接收太阳辐射量和北半球冰盖的存在使环境呈现出较大梯度有关。由此可以看出，北半球冰量和太阳辐射量的变化都会对气候产生影响，但两者贡献有多大、具体的机制目前还不太清楚，很难区分谁占主导地位，很可能是共同作用的结果。陈一萌等[68]也认为太阳辐射量变化、北半球冰量与黄土高原古气候虽然都表现出一定的相关性，但其对应度还是不够理想，很可能是两者同时性综合作用的结果，丁村剖面MIS3的气候变化很可能也受这两者影响，从而表现出一定的局地特征。而青藏高原及西北内陆地区出现"高温大降水事件"可能主要由于西南季风及西风带水汽传输路径变化、强度增加等原因造成的，其原因也与太阳辐射和北半球冰量综合作用的有关[62,65,69-70]。因此，要全面了解MIS3阶段气候演化机制，还有待更多的区域记录与对比，才能对MIS3阶段气候有更完整的了解。

综上分析可以认为，MIS3阶段我国各区域之间存在明显环境差异的现象，未必就是不同驱动力各自作用的结果，其原因很可能是，在北半球冰盖和太阳辐射量共同作用下，热量和水分在各区域配置不同，最终造成各区域间出现较大的环境差异。因此，在分析MIS3阶段气候变化时不应只执着于"高温大降水事件"是否合理，而应充分了解与研究各区域的气候变化特点与气候变化历史[71]，只有这样才能更好地解释MIS3阶段气候变化的区域差异及突发事件。

4 结 论

（1）MIS3阶段临汾盆地气候变化可分为3个阶段：56~45 ka BP气候为弱温湿期，时间上对应于MIS3阶段早期（MIS3c）；45~41 ka BP呈现短暂的冷干期，时间上与MIS3b相对应；41~25 ka BP该阶段表现的较强的温湿期，时间上与MIS3a相对应。

（2）MIS3阶段临汾盆地气候整体呈现温湿的特征，表现出全球气候一致性，受地球轨道参数变化的控制。

（3）MIS3阶段内部，临汾盆地的MIS3a阶段的暖湿程度超过了MIS3c阶段，表现出了一定的区域特征。

参考文献（References）：

[1] Imbrie J, Hays J D, Martinson D G, et al. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record[J]. Milankovitch and Climate, 1984, 126(1): 269–305.

[2] Yao Tandong, Thompson L G, Shi Yafeng, et al. Climate variation since the last interglaciation recorded in the Guliya ice core[J]. Science in China (Series D), 1997, 40(6): 662–668.

[3] Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. Tropical climate instability: The last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core[J]. Science, 1997, 276(5320): 1821–1825.

[4] 郑绵平, 刘俊英, 齐文. 从盐湖沉积探讨40 ka BP以来青藏高原古气候演替[C]//郑绵平. 盐湖资源环境与全球变化. 北京: 地质出版社, 1996: 6–20. [Zheng Mianping, Liu Junying, Qi Wen. Palaeoclimatic evolution of the Qinghai Xizang Plateau since 40kaBP evidences from saline lake deposits[C]//Zheng Mianping. Saline Lake Resources and Environments with Its Relative Global Change. Beijing: Geological Publishing House, 1996: 6–20.]

[5] Shi Yafeng, Liu Xiaodong, Li Bingyuan, et al. A very strong summer monsoon event during 30–40 ka BP in the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its relation to precessional cycle[J]. Chinese Science Bulletin, 1999, 44(20): 1851–1858.

[6] Zhang X L, Ha B B, Wang S J, et al. The earliest human occupation of the high-altitude Tibetan Plateau 40 thousand to 30 thousand years ago[J]. Science, 2018, 362(6418): 1049–1051.

[7] 李春海, 唐领余, 冯兆东, 等. 甘肃静宁地区晚更新世晚期高分辨率的孢粉记录及其反映的气候变化[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2006, 36(5): 453–460. [Li Chunhai, Tang Lingyu, Feng Zhaodong, et al. A high-resolution Late Pleistocene record of pollen vegetation and climate change from Jingning, NW China[J]. Science in China (Series D), 2006, 36(5): 453–460.]

[8] 翟新伟, 吴松, 李富强. 会宁剖面MIS3阶段黄土元素地球化学特征及气候变化[J]. 干旱区研究, 2013, 30(1): 156–161. [Zhai Xinwei, Wu Song, Li Fuqiang. Geochemistry characteristics of elements in Loess in the Huining profile in MIS3 and climate change [J]. Arid Zone Research, 2013, 30(1): 156–161.]

[9] 刘东生, 王克鲁. 中国北方第四纪地层的某些问题[C]//中国科学院地质研究所. 第四纪地质问题. 北京: 科学出版社, 1964: 65–76. [Liu Dongsheng, Wang Kelu. Some problems of quaternary stratigraphy in North China[C]//Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences. Problems of Quaternary Geology. Beijing:

Science Press, 1964: 65−76.]

[10] 贾兰坡. 山西襄汾县丁村人类化石及旧石器发掘报告[J]. 科学通报, 1955, 6(1): 46−51. [Jia Lanpo. Excavation report of human fossils and paleolithic artifacts in Dingcun, Xiangfen County, Shanxi Province[J]. Chinese Science Bulletin, 1955, 6(1): 46−51.]

[11] 贾兰坡, 卫齐. 建议用古人类学和考古学的成果建立我国第四系的标准剖面[J]. 地质学报, 1982, 56(3): 255−263. [Jia Lanpo, Wei Qi. Application of palaeoanthropology and archaeology to setting up Quaternary standard sections in China[J]. Acta Geologica Sinica, 1982, 56(3): 255−263.]

[12] 杨景春, 刘光勋. 关于"丁村组"的几个问题[J]. 地层学杂志, 1979, 3(3): 194−199, 235. [Yang Jingchun, Liu Guangxun. Some problems on "Dingcun Group"[J]. Journal of Stratigraphy, 1979, 3(3): 194−199, 235.]

[13] 王建, 陶富海, 王益人. 丁村旧石器时代遗址群调查发掘简报[J]. 文物季刊, 1994, 5(3): 1−75. [Wang Jian, Tao Fuhai, Wang Yiren. Unearth briefing for investigation of Dingcun Paleolithic silos[J]. Journal of Chinese Antiquity, 1994, 5(3): 1−75.]

[14] 鹿化煜, 安芷生. 前处理方法对黄土沉积物粒度测量影响的实验研究[J]. 科学通报, 1997, 42(23): 2535−2538. [Lu Huayu, An Zhisheng. Pretrement methods influences on grain size measurement of loess[J]. Chinese Science Bulletin, 1997, 42(23): 2535−2538.]

[15] Chongyi E, Lai Zhongping, Sun Yongjuan, et al. A luminescence dating study of loess deposits from the Yili River basin in western China[J]. Quaternary Geochronology, 2012, 10(3): 50−55.

[16] Huntley D J, Lamothe M. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating [J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 2001, 38(7): 1093−1106.

[17] Li B, Jacobs Z, Roberts R G, et al. Review and assessment of the potential of post-IR IRSL dating methods to circumvent the problem of anomalous fading in feldspar luminescence[J]. Geochronometria, 2014, 41(3): 178−201.

[18] Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation[J]. Nature, 1995, 375(6529): 305−308.

[19] 常宏, 左合君, 王海兵, 等. 黄河乌兰布和沙漠段两岸地表沉积物多重分形特征及其指示意义[J]. 干旱区研究, 2019, 36(6): 1559−1567. [Chang Hong, Zuo Hejun, Wang Haibing, et al. Multifractal features and their significances of surface sediments along both banks of the Yellow River reach in the Ulanbuh Desert[J]. Arid Zone Research, 2019, 36(6): 1559−1567.]

[20] 蔡莹莹, 李继彦, 屈欣, 等. 大同土林地貌沉积物粒度特征分析[J]. 干旱区研究, 2021, 38(3): 892−900. [Cai Yingying, Li Jiyan, Qu Xin, et al. Grain size characteristics of earth forest sediments in the Datong Basin[J]. Arid Zone Research, 2021, 38(3): 892−900.]

[21] 安芷生, 吴锡浩, 汪品先, 等. 最近130 ka中国的古季风—Ⅰ.古季风记录[J]. 中国科学(B辑: 化学生命科学地学), 1991, 34(10): 1076−1081. [An Zhisheng, Wu Xihao, Wang Pinxian, et al. China palaeomonsoonin the last 130 ka: Record of palaeomonsoon[J]. Science in China (Series B), 1991, 34(10): 1076−1081.]

[22] 丁仲礼, 孙继敏, 余志伟, 等. 黄土高原过去130 ka来古气候事件年表[J]. 科学通报, 1998, 43(6): 567−574. [Ding Zhongli, Sun Jimin, Yu Zhiwei, et al. Paleoclimatic events in Chinese Loess Plateau during the last 130 ka BP[J]. Chinese Science Bulletin, 1998, 43(6): 567−574.]

[23] 孙有斌, 安芷生. 最后4个冰期旋回中国黄土记录的东亚冬季风变化[J]. 地球科学, 2002, 27(1): 19−24. [Sun Youbin, An Zhisheng. Variation of the East Asian winter monsoon recorded by Chinese Loess during the last four glacial-interglacial cycles[J]. Earth Science, 2002, 27(1): 19−24.]

[24] 鹿化煜, 安芷生. 黄土高原黄土粒度组成的古气候意义[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 1998, 28(3): 278−283. [Lu Huayu, An Zhisheng. Paleoclimatic significance of grain size of loess-palaeosol deposition Chinese Loess Plateau[J]. Science in China (Series D), 1998, 28(3): 278−283.]

[25] Forster T, Heller F. Magnetic enhancement paths in loess sediments from Tajikistan, China and Hungary[J]. Geophysical Research Letters, 1997, 24(1): 17−20.

[26] 王喜生, 杨振宇, Reidar Løvlie, 等. 黄土高原东南缘黄土-古土壤序列的环境磁学结果及其古气候意义[J]. 科学通报, 2006, 51(13): 1575−1582. [Wang Xisheng, Yang Zhenyu, Reidar Løvlie, et al. Environmental magnetic results and paleoclimatic significance of loess-paleosol sequence in the southeastern margin of the Loess Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 2006, 51(13): 1575−1582.]

[27] 邓成龙, 刘青松, 潘永信, 等. 中国黄土环境磁学[J]. 第四纪研究, 2007, 27(2): 193−209. [Deng Chenglong, Liu Qingsong, Pan Yongxin, et al. Environmental magnetism of Chinese loess-paleosol sequences[J]. Quaternary Sciences, 2007, 27(2): 193−209.]

[28] Deng C L, Zhu R X, Verosub K L, et al. Mineral magnetic properties of loess/paleosol couplets of the central Loess Plateau of China over the last 1.2 Myr[J]. Journal of Geophysical Research, 2004, 109(1): B01103, doi: 10.1029/2003JB002532.

[29] Deng C L, Vidic N J, Verosub K L, et al. Mineral magnetic variation of the Jiaodao Chinese loess/paleosol sequence and its bearing on long-term climate variability[J]. Journal of Geophysical research, 2005, 110(B3): B03103, doi: 10.1029/2004JB003451.

[30] Liu Q S, Deng C L, Torrent J, et al. Reviews of recent developments in mineral magnetism of the Chinese loess[J]. Quaternary Science Reviews, 2007, 26(3−4): 368−385.

[31] 刘青松, 邓成龙. 磁化率及其环境意义[J]. 地球物理学报, 2009, 52(4): 1041−1048. [Liu Qingsong, Deng Chenglong. Magnetic susceptibility and its environmental significances[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2009, 52(4): 1041−1048.]

[32] Liu F, Tan W F, He J Z. Changes of clay mineral association after high-gradient magnetic separation[J]. Pedosphere, 1998, 8(1): 79−84.

[33] 熊尚发, 刘东生, 丁仲礼. 两个冰期-间冰期旋回的黄土记录及其古气候意义[J]. 地理科学, 2002, 22(1): 18–23. [Xiong Shangfa, Liu Dongsheng, Ding Zhongli. Paleoclimatic records of the Loess in the vicinity of Beijing Region during the last two glacial-interglacial cycles and its implications[J]. Scientia Geographica Sinica, 2002, 22(1): 18–23.]

[34] 吕厚远, 韩家懋, 吴乃琴, 等. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义[J]. 中国科学(B辑: 化学生命科学地学), 1994, 24(12): 1290–1297. [Lyu Houyuan, Han Jiamao, Wu Naiqin, et al. The magnetic susceptibility characteristic and the paleoclimatic implication of modern soil in China[J]. Science in China(Series B), 1994, 24(12): 1290–1297.]

[35] An Zhisheng, Kukla G, Porter S, et al. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the loess plateau of central China during the last 130000 years[J]. Quaternary Research, 1991, 36(1): 29–36.

[36] 刘秀铭, 安芷生, 强小科, 等. 甘肃第三系红黏土磁学性质初步研究及古气候意义[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2001, 31(3): 192–205. [Liu Xiuming, An Zhisheng, Qiang Xiaoke, et al. Magnetic research of the Neogene red clay and its palaeoclimatic significance from Gansu, NM China[J]. Science in China (Series D), 2001, 31(3): 192–205.]

[37] 熊尚发, 刘东生, 丁仲礼. 东亚冬、夏古季风变化的相位差及热带太平洋在季风变化中的驱动作用[J]. 第四纪研究, 1996, 16(3): 202–210. [Xiong Shangfa, Liu Dongsheng, Ding Zhongli. Phase-difference between summer and winter paleomonsoon variations over East Asia and the tropical Pacific forcing of monsoon evolution[J]. Quaternary Sciences, 1996, 16(3): 202–210.]

[38] 文启忠, 刁桂仪, 贾蓉芬, 等. 黄土剖面中古气候变化的地球化学记录[J]. 第四纪研究, 1995, 15(3): 223–231. [Wen Qizhong, Diao Guiyi, Jia Rongfen, et al. Geochemical records of paleoclimate change in loess sections[J]. Quaternary Sciences, 1995, 15(3): 223–231.]

[39] 张宗祜, 魏明建. 黄土中全氧化铁与气候指标的定量关系[J]. 科学通报, 1995, 40(13): 1219–1221. [Zhang Zonghu, Wei Mingjian. Quantitative relationships between total Fe content in loess and climate parameters[J]. Chinese Science Bulletin, 1995, 40(13): 1219–1221.]

[40] 孙建中, 赵景波. 黄土高原第四纪[M]. 北京: 科学出版社, 1991: 1–355. [Sun Jianzhong, Zhao Jingbo. Quaternary in Loess Plateau[M]. Beijing: Science Press, 1991: 1–355.]

[41] Huang C C, Pang J L, Huang P, et al. High-resolution studies of the oldest cultivated soils in the southern Loess Plateau of China[J]. Catena, 2002, 47(1): 29–42.

[42] Gasse F, Arnold M, Fontes J C, et al. A 13000–year climate record from western Tibet[J]. Nature, 1991, 353(6346): 742–745.

[43] Zhou W J, Donahue D J, Porter S C, et al. Variability of monsoon climate in east Asia at the end of the last glaciation[J]. Quaternary Research, 1996, 46(3): 219–229.

[44] 卢越, 查小春, 黄春长, 等. 汉江上游郧县段黄土-古土壤序列风化成壤特征以及成壤环境演变[J]. 中国沙漠, 2014, 34(4): 992–997. [Lu Yue, Zha Xiaochun, Huang Chunchang, et al. Pedogenensis characteristics and pedogenic environmental change of loess-palaeosol sequences at Yun County in the upper reaches of the Hanjiang River[J]. Journal of Desert Research, 2014, 34(4): 992–997.]

[45] 文启忠. 中国黄土地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1989: 95–114. [Wen Qizhong. Loess Geochemistry in China[M]. Beijing: Science Press, 1989: 95–114.]

[46] Liu Tungsheng, Ding Zhongli. Chinese loess and the paleomonsoon[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1998, 26(1): 111–145.

[47] 李玉梅, 刘东生, 吴文祥, 等. 黄土高原马兰黄土记录的MIS3温湿气候[J]. 第四纪研究, 2003, 23(1): 69–76. [Li Yumei, Liu Dongsheng, Wu Wenxiang, et al. Paleoenvironment in Chinese Loess Plateau during MIS3: Evidence from Malan Loess[J]. Quaternary Sciences, 2003, 23(1): 69–76.]

[48] Sun Y B, Wang X L, Liu Q S, et al. Impacts of post-depositional processes on rapid monsoon signals recorded by the last glacial loess deposits of northern China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2009, 289(1): 171–179.

[49] Jouzel J, Lorius C, Petit J R, et al. Vostok ice core: A continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years)[J]. Nature, 1987, 329(6138): 403–408.

[50] Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250–kyr ice core record[J]. Nature, 1993, 364(6434): 218–220.

[51] Yang Bao, Shi Yafeng, Braeuning A, et al. Evidence for a warm-humid climate in arid northwestern China during 40–30 ka BP[J]. Quaternary Science Reviews, 2004, 23(23–24): 2537–2548.

[52] Feng Z D. Gobi dynamics in the Northern Mongolian Plateau during the past 20000 yr: Preliminary results[J]. Quaternary International, 2001, 76(8): 77–83.

[53] Andreev Andrei A, Siegert Christine, Klimanov Vladimir A, et al. Late pleistocene and holocene vegetation and climate on the taymyr lowland, Northern Siberia[J]. Quaternary Research, 2002, 57(1): 138–150.

[54] 孙东怀, 安芷生, 吴锡浩, 等. 最近150 ka黄土高原夏季风气候格局的演化[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 1996, 26(5): 417–422. [Sun Donghuai, An Zhisheng, Wu Xihao, et al. Evolution of summer monsoon at the Loess Plateau during the last 150 ka[J]. Science in China (Series D), 1996, 26(5): 417–422.]

[55] 陈晓云, 吴乃琴. 黄土高原MIS3时期蜗牛化石记录的温湿气候及其成因机制探讨[J]. 第四纪研究, 2008, 28(1): 154–161. [Chen Xiaoyun, Wu Naiqin. Relatively warm-humid climate recorded by mollusk species in the Chinese Loess Plateau during MIS3 and its possible forcing mechanism[J]. Quaternary Sciences, 2008, 28(1): 154–161.]

[56] 安芷生, Porter S, Kukla G, 等. 最近13万年黄土高原季风变迁的磁化率证据[J]. 科学通报, 1990, 35(7): 529-532. [An Zhisheng, Porter S, Kukla G, et al. Evidence from magnetic susceptibility of monsoon evolution on the Loess Plateau since the last 130000 years[J]. Chinese Science Bulletin, 1990, 35(7): 529-532.]

[57] Prell W L, Kutzbach J E. Monsoon variability over the past 150000 years[J]. Journal of Geophysical Research, 1987, 92(D7): 8411-8425.

[58] Ding Z L, Liu T S, Rutter N W, et al. Ice-volume forcing of East Asian winter monsoon variations in the past 80000 years[J]. Quaternary Research, 1995, 44(2): 149-159.

[59] Shackleton N J, An Z, Dodonov A E, et al. Accumulation rate of loess in Tadjikistan and China: Relationship with global ice volume cycles[J]. Quaternary Proceeding, 1995, 4: 1-6.

[60] Liu T S, Guo Z T, Liu J Q, et al. Variation of Eastern Asian monsoon over the last 140000 years[J]. Bulletin de la Societe Geologique de France, 1995, 166(2): 221-229.

[61] 施雅风, 赵井东. 40-30 ka BP中国特殊暖湿气候与环境的发现与研究过程的回顾[J]. 冰川冻土, 2009, 31(1): 1-10. [Shi Yafeng, Zhao Jingdong. The special warm-humid climate and environment in China during 40-30 ka BP: Discovery and review[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2009, 31(1): 1-10.]

[62] Ao H, Dekkers M J, Xiao G Q, et al. Different orbital rhythms in the Asian summer monsoon records from North and South China during the Pleistocene[J]. Global and Planetary Change, 2012, 80 (1): 51-60.

[63] Berger A. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements[J]. Quaternary Research, 1978, 9(2): 139-167.

[64] Winograd I J. The magnitude and proximate cause of ice-sheet growth since 35 000 yr BP[J]. Quaternary Research, 2001, 56(3): 299-307.

[65] 施雅风, 贾玉连, 于革, 等. 40-30 ka BP青藏高原及邻区高温大降水事件的特征、影响及原因探讨[J]. 湖泊科学, 2002, 14(1): 1-11. [Shi Yafeng, Jia Yulian, Yu Ge, et al. Features, impacts and causes of the high temperature and large precipitation event in the Tibetan Plateau and its adjacent area during 40-30 ka BP[J]. Journal of Lake Sciences, 2002, 14(1): 1-11.]

[66] 贾玉连, 施雅风, 马春梅, 等. 40 ka BP来亚非季风演化趋势及青藏高原泛湖期[J]. 地理学报, 2004, 59(6): 829-840. [Jia Yulian, Shi Yafeng, Ma Chunmei, et al. Comparison of palaeoclimatetic oscillations in Asian and African Monsoon areas since 40 ka BP and Pan-lake period of Tibetan Plateau[J]. Acta Geographica Sinica, 2004, 59(6): 829-840.]

[67] 周昆叔, 严富华, 叶永英. 长白山北坡各植被带表土孢粉组合. 第四纪孢粉分析与古环境[M]. 北京: 科学出版社, 1984: 115-122. [Zhou Kunshu, Yan Fuhua, Ye Yongying, et al. Surface Pollen Assemblages of Different Vegetation Zones in the Northern Slope of the Changbai Mountains. Quaternary Pollen Analysis and Environment[M]. Beijing: Science Press, 1984: 115-122.]

[68] 陈一萌, 饶志国, 张家武, 等. 中国黄土高原西部马兰黄土记录的MIS3气候特征与全球气候记录的对比研究[J]. 第四纪研究, 2004, 24(3): 359-365. [Chen Yimeng, Rao Zhiguo, Zhang Jiawu, et al. Comparative study of MIS3 climatic features recorded in Malan Loess in the western part of the Loess Plateau and global records[J]. Quaternary Sciences, 2004, 24(3): 359-365.]

[69] Shi Y F, Yu G, Liu X D, et al. Reconstruction of the 30-40 ka BP enhanced India monsoon climate based on geological records from the Tibetan Plateau[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2001, 169(2): 69-83.

[70] Laskar J, Robutel P, Joutel F, et al. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth[J]. Astronomy & Astrophysics, 2004, 428(1): 261-285.

[71] Barron E, Pollard D. High-Resolution climate simulations of oxygen Isotope Stage 3 in Europe[J]. Quaternary Research, 2002, 58 (3): 296-309.

MIS3 climate change assessed according to loess deposition in the Linfen Basin, China

TIAN Qingchun[1,2], YIN Jianan[1], HAO Xiaolong[1]

(1. College of Geographical Sciences, Shanxi Normal University, Taiyuan 030000, Shanxi, China;
2. Academy of Chinese Early Civilization, Shanxi Normal University, Taiyuan 030000, Shanxi, China)

Abstract: The Marine Isotope Stage 3 (MIS3) climate problem has yet to be resolved; thus, further analysis of regional sedimentary records is needed. Loess is recognized as an excellent carrier of quaternary climate research. This study investigated the climate characteristics and changes in the Linfen Basin during MIS3 based on optically stimulated luminescence dating and measurements of magnetic susceptibility, total iron, total organic carbon, and particle size in a profile near the 54:100 site of the Dingcun palaeoanthropological site. Results suggested that climate change in the Linfen Basin during MIS3 can be divided into three stages: 56−45 ka BP, a weak-humid climate interval corresponding to the early stage of MIS3 (MIS3c); 45−41 ka BP, a short dry-cold interval corresponding to MIS3b; and 41−25 ka BP, a strong warm-humid interval corresponding to MIS3a. Comparative analysis of contemporaneous heterogeneous climate records from different regions throughout the world suggest that the climate of the Linfen Basin over MIS3 was generally warm and humid, although not as warm and humid as in the last interglacial period, which is consistent with other geological records. The significant regional variation in climate characteristics throughout the Linfen Basin over this time may be explained by the interaction between changes in the Northern Hemisphere ice sheet and solar radiation levels, respectively, rather than by regionally varying local drivers. These two mechanisms would have resulted in uneven distributions of heat and humidity throughout the region; thus, they can partly explain the regional differences observed in the data. However, the specific coupling mechanisms for these driving forces require further research.

Keywords: Linfen Basin; loess deposition; Marine Isotope Stage 3 feature; climate change